مجلّه‌ی جغرافیا و توسعه‌ی ناحیه‌ای، شماره‌ی نوزدهم، پاییز و زمستان ۱۳۹۱

تحلیل سینوپتیکی و فضایی توفان برف استان گیلان (فوریه ۲۰۰۵)

الهام فهیمی‌نژاد (کارشناس‌ارشد اقلیم‌شناسی از دانشگاه خوارزمی، نویسنده‌ی مسؤول)
fahimi68@Gmail.com
زهرا حجازی‌زاده (استاد اقلیم‌شناسی دانشگاه خوارزمی)
بهلول علیجانی(استاد اقلیم‌شناسی دانشگاه خوارزمی)
پرویز ضیائیان (دانشیار سنجش‌از دور دانشگاه شهید بهشتی)

چکیده

یکی از مخرب‌ترین توفان‌های دهه‌ی اخیر، توفان برف فوریه ۲۰۰۵ رشت می‌باشد. در پژوهش حاضر اهمیت توفان از نظر اقتصادی، سیاسی و انسانی، تعیین بعد فضایی(با کمک تصاویر ماهواره ای MODIS)، بعد زمانی، قدرت تخریب و عوامل مؤثر در شکل‌گیری توفان شامل مباحث دینامیک، ترمودینامیک و مباحث اقلیمی، توفان برف ۲۰۰۵ مورد بررسی قرار گرفت. برای تحلیل سینوپتیکی دقیق‌تر توفان برف گیلان، الگوهای فشار سطح زمین بارش برف برای رشت تعیین شد. به منظور شناسایی الگوهای بارش برف شهرستان رشت، آمار بارندگی روزانه ایستگاه سینوپتیک رشت، طی دوره‌ی آمار(۲۰۰۵–۱۹۹۵) از سازمان هواشناسی تهیه شده و روزهای برفی رشت انتخاب شدند. با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای Wards سه الگوی بارش برف برای روزهای برفی رشت تعیین شد. الگوی اول زبانه پر فشار بالکان(زبانه پر فشار حوضه‌ی بالکان از شمال وشمال غربی دریای خزر منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهد). الگوی دوم پرفشار سیبری (آنتی سیکلون سیبری از شمال شرقی و شرق روی دریا گسترده شده و تا سواحل جنوبی دریا گسترش می‌یابد).الگوی سوم پرفشار ترکیبی (زبانه پرفشار بالکان و سیبری با یکدیگر ادغام شده و دریای خزر را تحت تأثیر قرار داده است). در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال تراف بادهای غربی روی منطقه حاکم است. بارش برفی که ارتفاع آب معادل آن برابر با ۷۳ mm باشد، به عنوان آستانه برف سنگین رشت تعیین شد. بارش سنگین برف گیلان در فوریه ۲۰۰۵ (بهمن ماه ۱۳۸۳)، نتیجه‌ی استقرار الگوی سوم است. با توجه به بررسی نقشه‌های سینوپتیکی از روز۳ فوریه این دو زبانه پرفشار باهم ادغام شده و در روز ۵ فوریه دریای خزر را تحت

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۲/۱۵ تاریخ تصویب:۱۳۹۲/۱/۸

تأثیر قرار می‌دهد. از ساعت ۲۱ گرینویچ ۷ فوریه بارش سنگین برف شروع می‌شود. در سطح hpa ۵۰۰، تراف خوابیده با محور شمال شرقی-جنوب غربی بادهای غربی حاکم است. مساحت پوشش برفی به‌دست‌آمده از تجزیه و تحلیل داده‌های ماهواره‌ای MODIS نشان می‌دهد، که بالغ بر ۲۴۲۰/۲۷۵ کیلومربع از سطح استان به زیر پوشش برف رفته است. تخریب بالغ بر پنجاه هزار واحد مسکونی، تجاری، صنعتی، اداری و آموزشی و صدها کیلومتر شبکه برق استان، خود گواهی روشن بر حجم عظیم توفان برف رشت می‌باشد، درحالی‌که هیچ‌گاه چنین خسارتی در پیشینه برف رشت وجود ندارد.

کلیدواژه‌ها: توفان برف، سینوپتیک، برف سنگین، تصاویر ماهواره‌ای MODIS.

درآمد

بر اثر وقوع بلایای طبیعی، حاصل تلاش‌ها، برنامه‌ریزی‌ها، اقدامات و سرمایه‌گذاری‌های طولانی ناگهان نابود شده و منابع ارزشمند توسعه از بین می‌رود. تخریب و آسیب گسترده‌ی زیر ساخت‌ها شریان‌های حیاتی و تضعیف منابع از یک سو و اختصاص منابع و سرمایه‌ها برای برنامه‌های اضطراری و کوتاه‌مدت همچون فعالیت‌های امداد و نجات و بازسازی از سوی دیگر، باعث ایجاد وقفه در روند توسعه می‌گردد.

توفان، یکی از مهم‌ترین پدیده‌های هواشناختی است که خسارات مالی و جانی فراوانی به همراه دارد. در علم هواشناسی توفان‌ها را به دسته‌های مختلف تقسیم کرده‌اند. این تقسیم‌بندی بر اساس طول زمان رخداد و مقیاس فضایی می‌باشد. توفان‌ها در مقیاس بزرگ، که گستره‌ای از مرتبه‌ی چند صد کیلومتری را دربرمی‌گیرد، هاریکن یا تایفون نامیده می‌شوند. منشأ وقوع این توفان‌ها روی اقیانوس‌ها بوده و عمدتاً در نیمکره‌ی شمالی و در سواحل شرقی آمریکای شمالی و جنوب شرق آسیا می‌باشد. این توفان‌ها می‌توانند در مقیاس کوچک‌تر هم رخ دهد، که مهم‌ترین آن‌ها ترنادو یا گردباد نامیده می‌شود. این توفان‌ها در هر قسمت از کره زمین رخ داده و خسارات زیادی را در پی دارند. توفان برف ۱۲-۶ فوریه ۲۰۰۵ گیلان از آن دسته توفان‌هایی است، که در عرض‌های میانی اتفاق می‌افتد.

سرزمین پهناور ایران به دلایلی ازجمله قرار گرفتن در کمربند زلزله خیز آلپ- هیمالیا، موقعیت جغرافیایی و داشتن طبیعت ناهمگون با آب و هوای متنوع، همواره گرفتار بلایای طبیعی و قهر طبیعت بوده و آثار شوم ویرانی و نابودی و تلفات جانی و خسارات مالی و تخریب محیط زیست

همیشه براین مرز و بوم سایه انداخته است. ایران از این جهت جزء ده کشور اول سانحه خیز جهان قرار داده است.

استان گیلان به دلایل مختلف، از جمله استان‌های سانحه خیز کشور محسوب می‌شود. یکی از بحران‌های طبیعی که استان گیلان با آن مواجه شد، بارش سنگین برف بهمن ماه سال ۱۳۸۳ (فوریه ۲۰۰۵) بود. واقعیت این است که چنین بارش سنگینی و پیوسته‌ای پیش‌بینی نشده بود. بارش برف از اواخر روز ۷ فوریه شروع شد و تا اوایل روز ۱۱ فوریه ادامه پیدا کرد. در رشت ارتفاع برف طی چهار روز بارش برف به ۱۶۴ سانتی‌متر رسید، البته این میانگین ارتفاع بود. ارتفاع برف در شرق شهرستان رشت به ۲ متر و در بعضی مناطق کوهستانی از جمله شهرستان سیاهکل از ۲ متر نیز تجاوز کرد.

بر اساس محاسبات و گزارش هواشناسی، از هر سانتی‌متر برف تازه به صورت میانگین جهانی، به‌طور متوسط ۰/۷ میلی‌متر آب حاصل می‌شود، درصورتی‌که در برف گیلان در ازای هر سانتی‌متر برف، معادل ۲/۱ میلی‌متر یعنی ۳ برابر میانگین جهانی آب حاصل گردید، که نشان دهنده‌ی سنگینی برف گیلان است. سرعت باد در روزهای ۱۲–۶ فوریه ۲۰۰۵ به طور متوسط ۹/۷ متر بر ثانیه، یعنی دو برابر متوسط سرعت باد ۴/۵ متر بر ثانیه بود.

براساس گزارش اداره کل هواشناسی چنین بارشی در طی سال‌های آماری نیز در هیچ شهری از شهرهای کشور مسبوق به سابقه نمی‌باشد. بر اساس این گزارش، در دی ماه سال ۱۳۵۱، طی ۶ روز بارش سنگینی اتفاق افتاد که ارتفاع برف در آمارها مشخص نیست، ولی در طی یک ماه میزان آب به‌دست‌آمده از برف معادل ۲۶۸ میلی متر بارش که با بارش سنگین اخیر که معادل ۳۴۰ میلی‌متر طی ۴ روز بود و بیش‌ترین بارش نیز کم‌تر از ۴۵ ساعت اتفاق افتاد، قابل مقایسه نیست.

پیش آگاهی از بلایای جوّی، قبل از وقوع و آمادگی دستگاه‌های اجرایی و نیروی عملیاتی و مردم می‌تواند از میزان خسارات بکاهد. لازمه‌ی پیش آگاهی و پیش‌بینی برای هر یک از بلایای جوّی، شناخت و بررسی کامل بلایای جوّی اتفاق افتاده در هر منطقه است.

تاکنون در ایران در زمینه‌ی رابطه‌ی سیستم‌های فشار و بارندگی، مطالعاتی هرچند پراکنده صورت گرفته است. برای مثال علیجانی (۱۳۷۳)مسیر سیکلونی و عوامل ایجاد بارش را در ایران بررسی کرده

است. نجار سلیقه (۱۳۷۷) بارش موسمی و عربی (۱۳۷۹) درباره بارش‌های تابستانه‌ی کشور مطالعه نموده‌اند. همه‌ی این مطالعات به طریقی از روش کیفی بهره برده‌اند؛ یعنی اینکه در روزهای بارندگی، سیستم‌ها و یا الگوهای فشار را روی نقشه‌های هوا مشخص نموده‌اند. در صورتی‌که امروزه برای پیش‌بینی و بررسی تغییرات اقلیمی به مطالعات و مدل‌های رقومی نیاز است. البته علیجانی (۲۰۰۱) با استفاده از روش‌های کمّی سعی کرده است الگوهای فشار منطقه خاورمیانه را مطالعه کند و پس از شناسایی آن‌ها اثرشان را در توزیع بارش و دمای ایران بررسی نماید.

همچنین با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای، سه رژیم بارش اصلی برای ایران شناسایی شده است(علیجانی،۱۳۷۴: ۱۵۶؛ حیدری و علیجانی،۱۳۷۸: ۵۴). نتایج این بررسی نشان می‌دهد که توزیع زمانی بارش در ایران با عرض جغرافیایی ارتباط دارد.

دایان و همکارانش شرایط سینوپتیکی سیستم‌های ایجاد کننده‌ی یک رگبار شدید پاییزی را تشریح کرده‌اند(۲۰۰۱: ۱۰۳).کوفمن و همکاران مبانی طبقه‌بندی داده‌ها با استفاده از تحلیل خوشه‌ای را مورد بررسی قرار داده‌اند(۱۹۹۰: ۱۶۸). الحامد و همکاران میانگین برآوردهای چند مدل اقلیمی را به عنوان ورودی یک تحلیل خوشه‌ای به‌کار برده‌اند(۲۰۰۲: ۲۳۴). به‌کارگیری تحلیل خوشه‌ای، به‌ویژه در زمینه‌ی متغیرهایی که تغییرات مکانی بزرگی را نشان می‌دهند، سودمند است. به عنوان نمونه، بالدوین و همکاران برای طبقه‌بندی مناطق بارشی، این روش را به‌کار برده‌اند(2002: ۳). جکسون و همکاران به مقایسه‌ی نتایج به‌کارگیری روش‌های مختلف تحلیل خوشه‌ای در طبقه‌بندی اقلیمی ایستگاه‌های باران سنجی منطقه حاره پرداخته‌اند(1995: ۹۹۱). رومرو و همکاران طبقه بندی الگوی گردش پدید آورنده‌ی بارش‌های سنگین در اسپانیا را به این روش شناسایی کرده‌اند(۱۹۹۹: ۷۷۵). سینگ مؤلفه‌های اصلی سال‌های پربارش، عادی و کم بارش هند را به روش تحلیل خوشه‌ای بررسی کرده است(۱۹۹۹: ۶۲۴). پور همت و همکاران(۲۰۰۰) نیز از دو روش بصری و تکنیک‌های رقومی جهت تفکیک پوشش ابر از برف استفاده کرده‌اند.

با توجه به بی‌سابقه بودن این حادثه و خساراتی که در پی داشته است، بر آن شدیم که این پدیده را از نظر سینوپتیکی و فضایی مورد مطالعه قرار دهیم و برای سؤالات ذیل پاسخ مناسبی بیابیم:

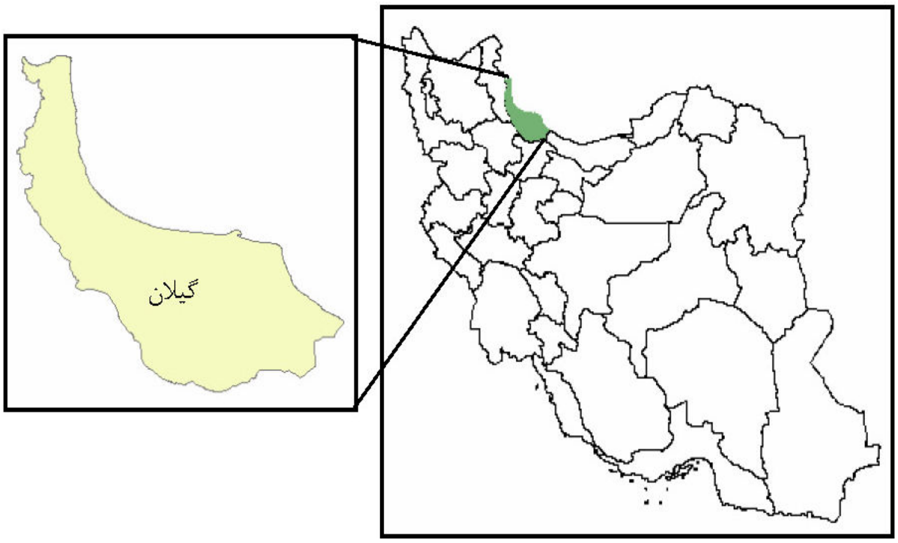
۱- گسترش فضایی برف منطقه گیلان چگونه است؟

۲- عوامل سینوپتیکی برف گیلان (بهمن ۸۳) چیست؟

در این تحقیق، به منظور تحلیل سینوپتیکی دقیق‌تر بارش سنگین برف فوریه ۲۰۰۵، الگوهای بارش برف رشت تعیین شده است.

مواد و روش تحقیق

استان گیلان با مساحت ۱۴۷۱۱ کیلومتر مربع در میان رشته کوه‌های البرز تالش در شمال ایران جای گرفته است. استان گیلان بین ۳۶ درجه و۳۶دقیقه تا ۳۸ درجه و۲۷ دقیقه عرض شمالی و۴۸ درجه و۲۵ دقیقه تا۵۰ درجه ۳۴ دقیقه طول شرقی از نصف النهار گرینویچ قرار دارد.



آمار بارندگی روزانه ایستگاه سینوپتیک رشت طی دوره آماری (۲۰۰۵ – ۱۹۹۵) از سازمان هواشناسی تهیه گردید و روزهای برفی رشت انتخاب شدند. با استفاده از شاخص آماری صدک ۹۵، میزان ارتفاع آب معادل برف به عنوان شاخصی برای برف سنگین رشت تعریف شد. دلیل انتخاب ارتفاع آب معادل به عنوان شاخصی برای تعریف آستانه برف سنگین، تغییر چگالی برف است.

به منظور شناسایی الگوهای بارش برف شهرستان رشت، میانگین روزانه فشار سطح زمین داده‌های رقومی بازسازی شده با شبکه‌ی تفکیک مکان ۲/۵ در ۲/۵ درجه، روزانه‌ی سطح زمین در

محدوده ۲۰ تا ۸۰ درجه شرقی و ۲۵ تا ۶۰ درجه شمالی از داده‌های رقومی بازسازی شده‌ی مرکز پیش‌بینی اقلیمی آمریکا (NCEP/NCAR) برای ۴۰ روز برفی انتخاب شده، تهیه شد. بدین ترتیب شبکه‌ی داده‌های فشار در محدوده مورد مطالعه برای ۳۷۵ تلاقی فراهم شد. با استفاده از روش خوشه‌بندی Wards، الگوهای بارش برف رشت تعیین گردید. سپس جهت تحلیل الگوی گردش بارش برف سنگین روزهای ۶ تا ۱۲ فوریه ۲۰۰۵، نقشه‌های هوای سطح زمین، ۷۰۰،۸۵۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، سرعت باد [1] برای ترازهای سطح زمین و ۵۰۰ هکتوپاسکال، دمای هوا برای ترازهای سطح زمین و ۵۰۰ هکتوپاسکال و میانگین امگا [2] ترازهای سطح زمین و ۵۰۰ هکتوپاسکال از مرکز پیش بینی اقلیمی آمریکا (NCEP/NCAR) با حدّ فاصل زمانی ۶ ساعت دریافت شد.

امروزه به جهت گسترش تجهیزات پیشرفته‌ی دیده‌بانی، به‌خصوص عملکرد ماهواره‌ها در زمینه‌ی برداشت پیوسته و همه جانبه‌ی اطلاعات، داده‌های ارائه شده در سایت cdc از ضریب اطمینان بالایی برخوردار است.

برای بررسی دقیق‌تر توفان و تعیین توزیع فضایی برف سنگین گیلان، از تصاویر ماهواره‌ای MODIS استفاده شد. با استفاده از نرم افزار ژئوماتیک و سیستم اطلاعات جغرافیایی، سطح پوشش برف فوریه ۲۰۰۵ برای استان گیلان تعیین شده است.

برای تعیین الگوی فشارسطح زمین و آستانه برف سنگین گیلان از داده‌های آماری رشت استفاده شده است. به دلیل حجم زیاد بارش رشت و حجم زیاد خسارات وارد شده به شهر رشت از داده‌های ایستگاه سینوپتیک رشت استفاده شده است.

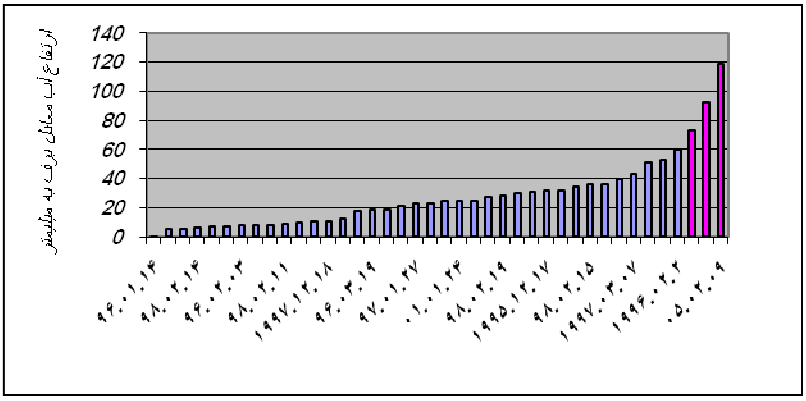
تعیین آستانه برف سنگین

به منظور تعریف ارتفاع برف سنگین باید یک آستانه تعریف شود. به دلیل پراکندگی زیاد داده‌ها از نظر حجم بارش، ارزش‌های بالاتر از میانگین نمی‌توانست برای تعریف آستانه برف سنگین دقیق باشد. به‌همین‌منظور از شاخص صدک ۹۵ برای تعیین آستانه برف سنگین استفاده شده است. با

1- vector
2- Omega

استفاده از شاخص آماری صدک ۹۵، میزان ارتفاع آب معادل برف به عنوان شاخصی برای برف سنگین رشت تعریف شد. هدف از انتخاب ارتفاع آب معادل به عنوان شاخصی برای تعریف آستانه برف سنگین، تغییر چگالی برف است. روزهای با بارش برف که ارتفاع آب معادل برف مساوی و بزرگ‌تر از ۷۳ میلی‌متر باشد به عنوان آستانه برف سنگین رشت تعیین گردید.

شکل ۱: صدک ۹۵ آستانه برف سنگین(۲۰۰۵–۱۹۹۵)



تعیین الگوهای بارش برف رشت

برای تعیین الگوی روزهای با بارش برف رشت طی سال‌های ۲۰۰۵–۱۹۹۵، از داده‌های رقومی فشار سطح زمین را در تلاقی‌های ۲/۵ درجه ای در محدوده‌ی ۲۰ تا ۸۰ درجه طول شرقی و ۲۵ تا ۶۰ درجه عرض شمالی استفاده شد. در این بررسی ماتریس اولیه شامل ۴۰ ستون به تعداد روزهای برفی، به عنوان متغیرمستقل و ۳۷۵ ردیف به تعداد تلاقی‌های واقع در محدوده ۲۵ تا ۶۰ درجه شمالی و ۲۰ تا ۸۰ درجه شرقی بود.

جهت تعیین الگوهای سطح زمین از روش خوشه‌بندیWards استفاده شده است. بعد از اعمال خوشه بندی Wards، ۴۰ روز برف مشخص شده با فاصله‌ی بیش‌تر از ۵، در سه خوشه قرار گرفتند که به عنوان سه الگوی سطح زمین برای بارش برف رشت تعیین شد. برای هر الگوی تعیین و یک نقشه‌ی ترکیبی از روزهایی که در هر الگو قرار می‌گیرند، تهیه شد.

الگوهای فشار رشت

الگوهای فشار شناسایی شده در (جدول ۱) درج شده‌اند. طی دوره مورد مطالعه، ۴۰ روز بارش برف در رشت رخ داده است. در بین این الگوها، الگوی سوم بیش‌ترین فراوانی را دارد. بالاترین میانگین ارتفاع بارش برف توسط الگوی سوم ایجاد شده است. با توجه به شدت و فراوانی الگوها، الگوی سوم مهم‌ترین الگوی بارش برف رشت است. فاصله تغییرپذیری در هر سه الگو بالا است، که حاکی از متغیّر بودن توان بارشی آن‌ها است. فقط الگوی سوم باعث ریزش برف سنگین (ارتفاع آب معادل برف ۷۳ mm) شده است. از ۴۰ روز بارش برف فقط ۳ روز بارش برف سنگین بوده است. حدود ۴۰ درصد از روزها جزو الگوی سوم است. کم‌ترین شدت بارش هم مربوط به الگوی اول (زبانه پر فشار سیبری) است.

بیش‌ترین فراوانی روزهای برفی رشت در الگوی سوم قرار دارد. در این الگو نسبت به الگوی اول دمای هوا پایین‌تر است و به دلیل استقرار زبانه سیبری و مقدار رطوبت این الگو با وجود زبانه پرفشار اروپایی، بارش برف نسبت به الگوی دوم بیش‌تر است. همچنین ادغام دو پرفشار با یکدیگر باعث می‌شود، مدت بیش‌تری این الگو در منطقه مستقر باشد.این نکات می‌تواند فراوانی بیش‌تر روزهای برفی الگوی سوم را توجیه کند.الگوی سوم بالاترین میانگین بارش را در منطقه موجب شده است(شکل ۲).

کم‌ترین مقدار آب معادل به‌دست آمده از بارش برف، الگوی سوم معادل ۰/۱ میلی‌متر(ارتفاع برف ۱cm) و بیش‌ترین آن ۱۱۹ میلی‌متر(ارتفاع برف ۱۱۹cm)است. با توجه به اختلاف دامنه‌ی زیاد بین مقدار آب معادل، که خود نشان دهنده‌ی شدت بارش برف است، می‌توان نتیجه گرفت که تنها نوع الگوی فشار سطح زمین، تعیین کننده‌ی مقدار بارش نیست، بلکه مدت استقرار این الگو روی دریای خزر در روزهای قبل از بارش و اختلاف دمای توده هوای مهاجر و دمای سطح دریا از عوامل مهم در تشدید بارش منطقه است.

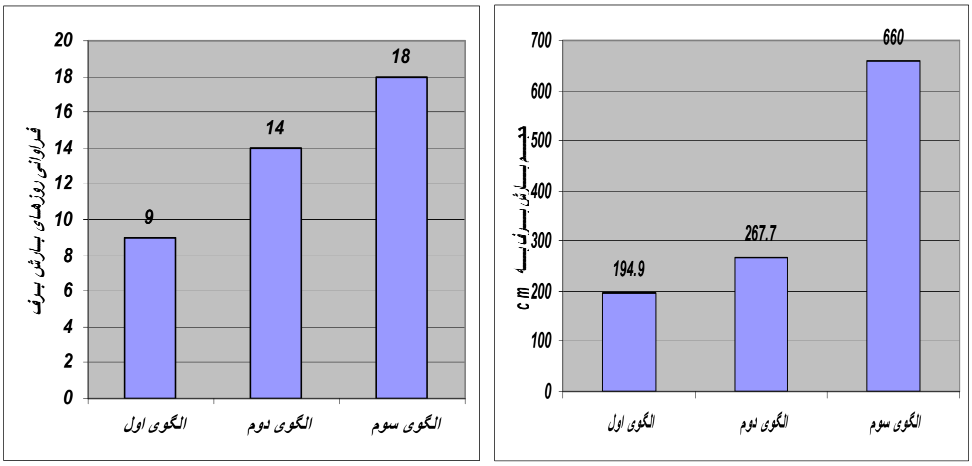
بارش سنگین برف گیلان در فوریه ۲۰۰۵ (بهمن ماه ۱۳۸۳) نتیجه‌ی استقرار الگوی سوم است. با توجه به بررسی نقشه‌های سینوپتیکی از ۳ فوریه، این دو زبانه‌ی پرفشار باهم ادغام شده و از ۵ فوریه دریای خزر را تحت تأثیر قرار می‌دهند. از ساعت ۲۱ گرینویچ ۷ فوریه بارش سنگین برف شروع می‌شود.

جدول ۱: مشخصات هر الگوی فشار

نام الگو	فراوانی	ارتفاع متوسط
زبانه‌ی پر فشار بالکان	۹	۲۱/۷
زبانه‌ی پر فشار سیبری	۱۴	۱۹/۱۲
پر فشار ترکیبی	۱۷	۳۹

شکل ۲: حجم بارش در هرالگو(الف) فراوانی روزهای بارش برف هر الگو(ب)

(الف)　　　(ب)



زبانه‌ی پرفشار حوضه‌ی بالکان (الگوی اول)

یک مرکز پرفشار قوی روی حوضه‌ی بالکـان قـرار دارد. اسـتقرار آنتـی سـیکلون در ایـن منـاطق موجب جریاناتی با جهت شمال شرقی و هجوم توده‌ی هـوای سـرد و خشـک قـاره ای CP بـر روی منطقه دریای سیاه و دریای خزر شده است. مبـدأ ایـن تـوده‌ی هـوا، اقیـانوس اطلـس شـمالی اسـت. بنابراین در اصل قطبی بحری است، ولی در زمستان با عبور از سرزمین‌های اروپایی به‌علت سرد شـدن از پایین، درجه پایداری آن بالا می‌رود. این توده‌ی هوا در زمستان با بـرف‌هـای سـنگین و در بهـار بـا رگبارهای تند همراه است(وحیدی،۱۳۸۴). زبانه‌ای از این پرفشار غربی از شـمال غربـی و غـرب روی دریای خزر گسترده شده است، که حاوی توده‌ی هوای سرد قطبی است. زبانه‌ی این پرفشار بـا توجـه به چرخش آنتی سیکلونی باعث فرارفت هوای سرد شمالی، در امتـداد شـمال بـه جنـوب یـا شـمال شرق- جنوب غربی روی دریای خزر شده است.

همان‌طورکه قبلاً هم گفته شد، این مسأله باعث فرا رفت هـوای سـرد روی دریـا شـده و رطوبـت زیادی به سواحل جنوب غربی خزر(منطقه گیلان) وارد آورده است. با توجـه بـه ایـن نکتـه رطوبـت زیادی در این منطقه انباشته می‌شود و بارش‌های سنگینی در منطقه رخ می‌دهد. با توجه به پـایین بـودن دمای این توده‌ی هوا بارش در سواحل جنوب غربی خزر به صورت برف است. شاخص امگـا سـطح زمین در شمال غربی ایران و نیمه جنوبی خزر منفی است، که نشان دهنده‌ی ناپایـداری و صـعود هـوا است. در نیمه‌ی شمالی دریای خزر مقدار امگا مثبت بوده و نشان دهنده‌ی نزول هـوا اسـت. در سـطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز شاخص امگا در نواحی جنوب غربی خزر منفی و نشان دهنده‌ی فراینـد صـعود و ناپایداری هوا تا سطوح بالای جوّ است.

زبانه‌ی پر فشار سیبری (الگوی دوم)

در این الگو مرکز پرفشار سیبری با فشار مرکزی بیش از ۱۰۲۶ هکتوپاسکال روی دریای خزر قـرار گرفته است. مرکز پرفشار سیبری ابتدا بر روی سـرزمین‌هـای پوشـیده از بـرف و یـخ سـیبری شـکل می‌گیرد، با ویژگی‌های یک توده هوای سرد و سنگین در فصل‌های سرد سال به عرض‌هـای پـایین‌تـر جغرافیایی کشیده می‌شود و از جنوب روسیه، شرق دریای خزر، منطقه‌ی گـیلان را تحـت تـأثیر قـرار می‌دهد. این سیستم در ارتفاعات البرز ریزش‌های سنگین برف را موجب می‌گردد. در این ایـام جریـان باد شمال شرقی در منطقه وجود خواهد داشت. با قرارگیری این مرکز پرفشار سرد و خشک روی دریا، با توجه به اختلاف دما بین توده هوای خشک و سرد سیبری و سـطح دریـا، آب دریـا تبخیـر شـده و توده‌ی هوا رطوبت زیادی را جذب می‌کند که موجب فرا رفت هوای سرد روی دریا می‌شود و با توجه به چرخش آنتی سیکلونی مرکز پرفشار سیبری جهت جریان بادها روی دریـا شـمال شـرقی -جنـوب غربی است، که موجب انتقال رطوبت به سواحل جنوبی دریای خزر شده است. با توجه به پایین بـودن دما، به دلیل قرار گیری پرفشار سیبری روی عرض‌های جنوبی‌تر، در منطقـه‌ی گـیلان بـا بـارش بـرف روبرو هستیم. هوای خشک و سرد قطبی با ویژگی یک هوای بحری به بندر انزلی، رشت و سایر نقـاط سواحل خزر می‌رسد. درجه‌ی ناپایداری و میزان رطوبت و ضخامت هوای خـزری، تـابعی از مسـیری است که هوا بر بستر دریا پیموده است.

پرفشار سیبری در جنوب شرقی خزر که در مسیر هوای خشک و برّی سامانه‌ی سیبری قـرار دارد، از پتانسیل بسیار ضعیفی برای ایجاد بارش برخوردار است، ولی برای نیمه غربـی، خـزر بـه‌خصـوص انزلی و رشت، با توجه به مسیر طولانی‌تر حرکـت زبانـه‌هـایش، مقـداری رطوبـت جـذب کـرده و از پتانسیل نسبی بالاتری برای ایجاد بارش برخوردار است، ولی این پرفشار قـادر بـه ایجـاد بـارش‌هـای شدید نیست (یوسفی،۱۳۸۳).

شاخص امگا سطح زمین در نیمه‌ی جنوبی دریای خزر و سواحل جنوبی آن منفی و نشان‌دهنـده‌ی صعود هوا در این سطح است. شاخص امگا سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در این مناطق منفـی اسـت، ولـی نسبت به الگوی اول شدت صعود هوا در این الگو کمتر است و این مسـأله، خـود باعـث کـم‌ترشـدن بارش این الگو نسبت به دو الگوی دیگر است.

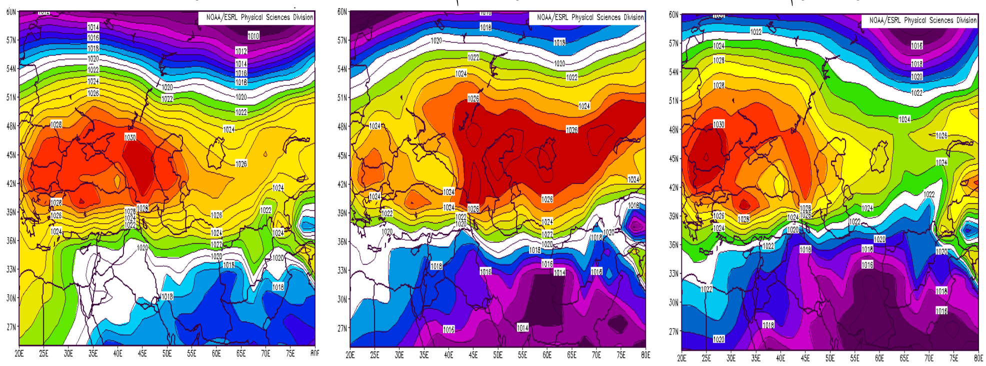
زبانه‌ی پرفشار ترکیبی(الگوی سوم)

ادغام زبانه‌ی پرفشار سیستم پر فشار اروپایی با شاخه‌ی شرقی سیبری روی دریای خزر باعث به‌وجود آمدن الگوی سوم می‌گردد. زبانه پرفشار اروپایی، با رطوبت دریای سیاه و مدیترانـه تغذیـه شـده و باعـث کاهش دما و افزایش بارندگی به صورت برف می‌شود. زبانه‌ی سرد پرفشار سـیبری و عبـور آن از سـطح گرم و مرطوب دریای خزر و محبوس شدن هوای سرد میان کـوه‌هـای منطقـه‌ی گـیلان، سـبب صـعود مکانیکی بر روی شیب شمالی کوه‌ها گسترش ناپایداری در منطقـه‌ی گـیلان شـده اسـت. ادغـام ایـن دو زبانه‌ی پرفشار موجب وزش بادهای شدید خزری و بارندگی‌هـای شـدید و طـولانی مـدت در سـواحل جنوب غربی خزر و به‌خصوص استان گیلان می‌گردد.

شاخص امگا سطح زمین (۰/۰۲-) که نسبت به دو الگوی اول کم‌تر است، نشـان دهنـده‌ی ناپایـداری و صعود شدیدتر هوا است. این شاخص در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز منفـی اسـت؛ یعنـی فراینـد صـعود و ناپایداری جوّ تا سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز ادامه دارد. در این الگو فرایند صعود و ناپایداری هوا بـا توجـه بـه منفی بود. شاخص امگا سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال درسواحل جنوب غربی خـزر(کـم‌تـر از۰/۰۴-)ادامـه دارد. جهت باد با توجه به نقشه‌های سطح زمین در سواحل جنوب غربی خزر شمال شرقی است، که باعث انتقال رطوبت و انباشته شدن رطوبت دریای خزر می‌شود و در سطح ۵۰۰ باد غربی روی منطقه حاکم است.

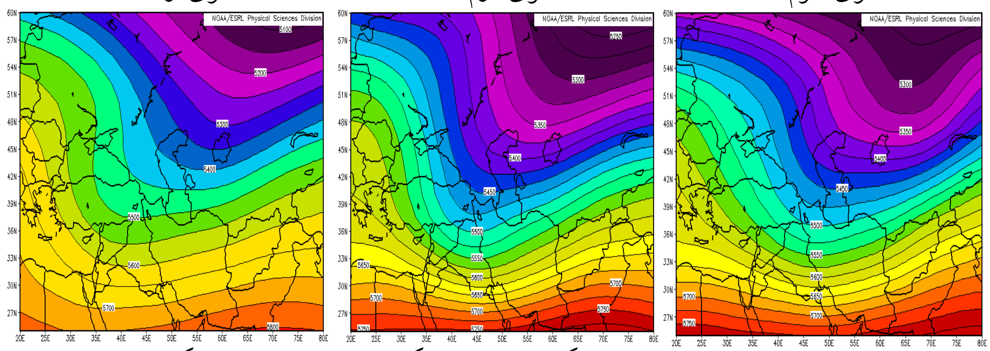
شکل ۳: نقشه ترکیبی فشار سطح زمین هر الگو

الگوی سوم | الگوی دوم | الگوی اول



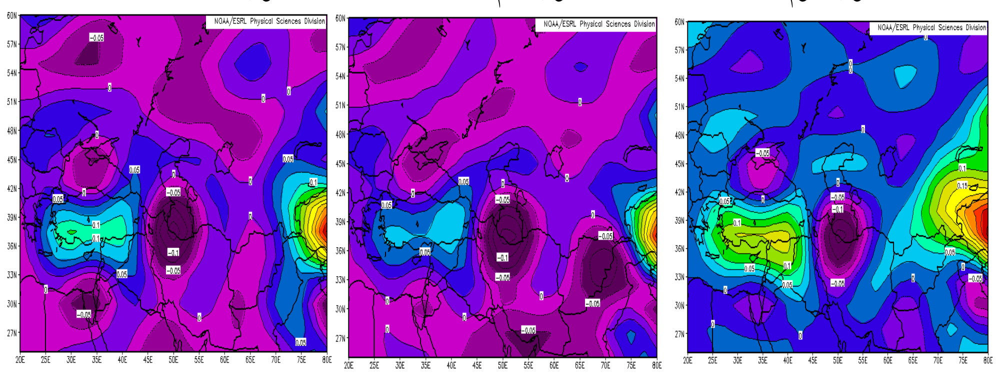
شکل ۴: نقشه ترکیبی ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در هر الگو

الگوی سوم | الگوی دوم | الگوی اول



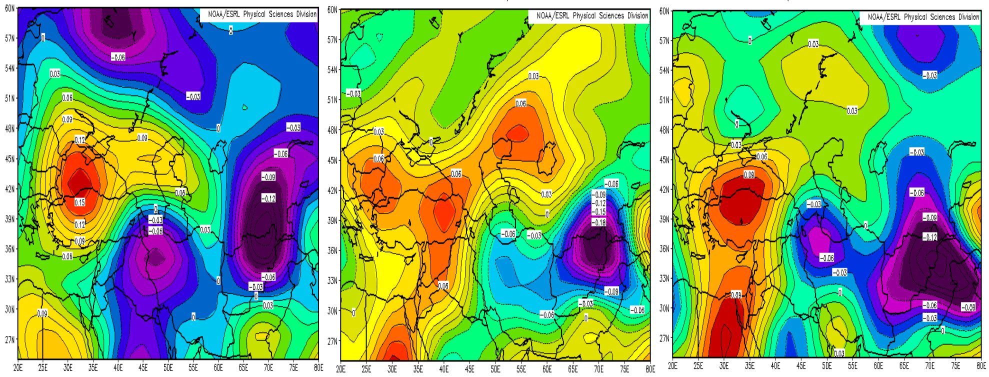
شکل ۵: نقشه ترکیبی میانگین شاخص امگا سطح زمین در هر الگو

الگوی سوم | الگوی دوم | الگوی اول



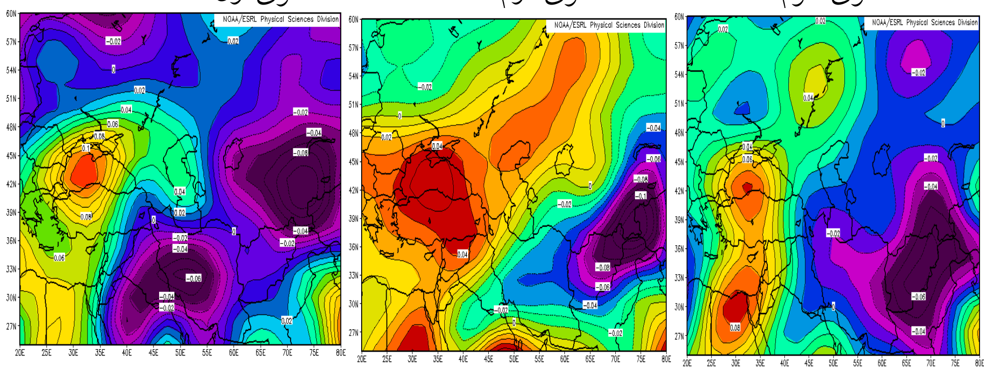
شکل ۶: نقشه ترکیبی میانگین شاخص امگا سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در هر الگو

الگوی سوم الگوی دوم الگوی اول



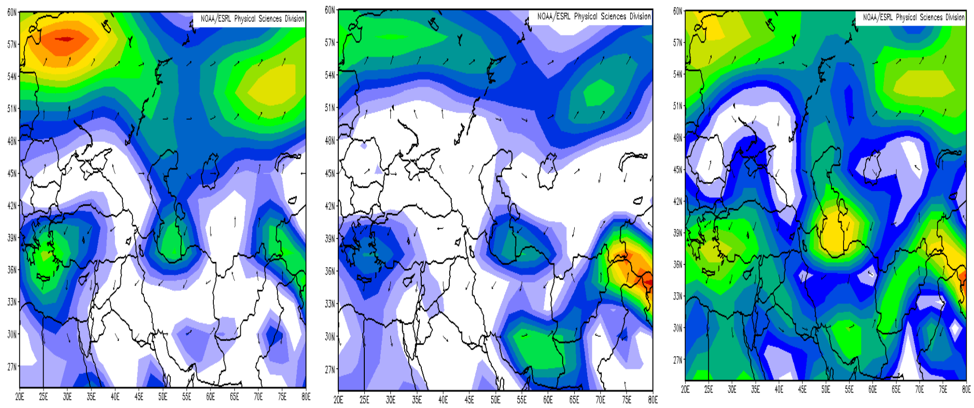
شکل ۷: نقشه ترکیبی میانگین شاخص امگا سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال در هر الگو

الگوی سوم الگوی دوم الگوی اول



شکل شماره ۸: نقشه ترکیبی بردار باد سطح زمین در هر الگو

الگوی سوم الگوی دوم الگوی اول



مطالعه آماری توفان برف فوریه ۲۰۰۵ گیلان

ارتفاع وچگالی برف

در فوریه ۲۰۰۵ برف شدید و کم سابقه‌ای در تمامی سطح استان گیلان بارید. بارش برف از اواخر روز ۷ فوریه شروع شد و تا اوایل روز ۱۱ فوریه ادامه پیدا کرد. در رشت ارتفاع برف طی چهار روز بارش برف به ۱۶۴ سانتی‌متر رسید، البته این میانگین ارتفاع بود. ارتفاع برف در شرق شهرستان رشت به ۲ متر و در بعضی مناطق کوهستانی، از جمله شهرستان سیاهکل، از ۲ متر نیز تجاوز کرد.

بر اساس محاسبات و گزارش هواشناسی، از هر سانتی‌متر برف تازه به صورت میانگین جهانی، به طور متوسط ۰/۷ میلی‌متر آب حاصل می‌شود، درصورتی‌که در برف گیلان در ازای هر سانتی‌متر برف، معادل ۲/۱ میلی متر، یعنی۳ برابر میانگین جهانی آب حاصل گردید، که نشان دهنده‌ی سنگینی برف گیلان است.

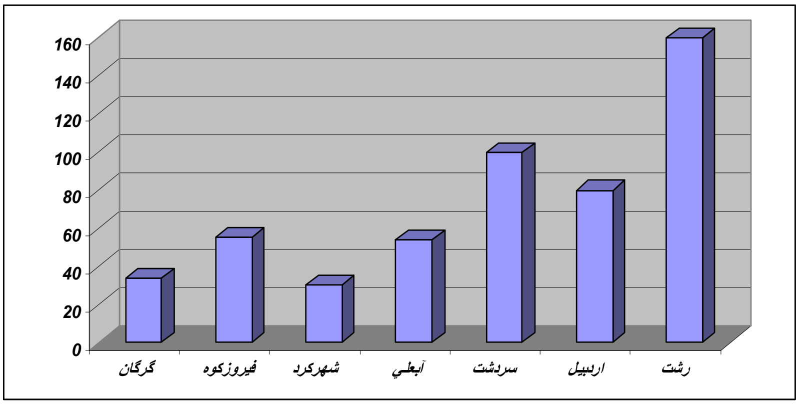
سرعت باد

سرعت باد در روزهای قبل از بارش بیش از۹/۶۹ متر بر ثانیه (۳۵ کیلومتر در ساعت) و بالاتر از میانگین سرعت باد در روزهای برفی بوده است. سرعت زیاد باد، نشان دهنده‌ی تغییر سیستم فشار در منطقه است و با توجه به نقشه‌های بردار باد جهت باد در منطقه شمال شرقی است، یعنی جهت باد از دریا به ساحل است. فشار سطح دریا به دلیل استقرار پرفشار افزایش یافته و موجب افزایش اختلاف فشار بین دریا و ساحل شده است. در روزهای بعد رشت تحت تأثیر سامانه‌ی پرفشار قرار گرفته، اختلاف فشار دریا و ساحل کاهش یافته و در نتیجه سرعت باد کم می‌شود. سرعت و جهت باد در روزهای قبل از بارش رطوبت زیادی را به ساحل می‌آورد و در روزهای ۹،۸ و ۱۰ فوریه باعث کاهش سرعت باد و استقرار الگوی بارش برف شده و بیش‌ترین حجم بارش در این روزها اتفاق می‌افتد.

بر پایه‌ی محاسبات انجام شده، هر متر مکعب برف ۲۰۰ کیلوگرم وزن داشته و وسعت نواحی پوشیده از برف در استان گیلان در تاریخ ۱۳ /۰۲ /۲۰۰۵، ۱۱۲۱۶/۲۷ کیلومتر مربع محاسبه شده است.

از طرف دیگر این برف سنگین فشار زیادی را بر ساختمان‌های مسکونی و صنعتی وارد کرد، که بیش از دو برابر بار مجاز محاسباتی بوده است. بر اساس مقررات ملی ساختمان در ایران، بار مجاز برف در شهر رشت، ۱۵۰ کیلوگرم بر مترمربع برآوردشده، درحالی‌که وزن ناشی از برف گیلان ۳۲۰ کیلوگرم بر متر مربع بوده است. اگر یک ساختمان ۱۰۰ متر مربع زیربنا و حدود ۱۵۰ متر مربع شیروانی را در نظر بگیریم، در هر مترمربع به ارتفاع ۱۶۰ سانتی‌متر برف، فشاری حدود ۳۲۰ کیلو نیرو بر متر مربع واردگردیده‌است و با احتساب بالا(۱۵۰×۳۲۰)، حدود ۴۸ تن وزن را در ساختمان مذکور فقط در سقف باید تحمل کند. اوج بارش در منطقه‌ی رشت به شعاع ۴۰ کیلومتر بوده است، اگر بخواهیم مقایسه‌ای با برف مناطقی در داخل کشور کنیم، باید بگوییم برفی که در مدت کمتر از ۲ شبانه‌روز بارید، بیش از سه برابر بارش برف اردبیل در طول ۳ ماه از ابتدای آذر تا پایان بهمن‌ماه بوده است. از ابتدای فصل سرما تا زمان بارش برف در گیلان حدود۱۴۰ سانتی‌متر برف بر روی زمین نشست که با ارتفاع ۱/۵ تا۲ متر برف سنگین گیلان قابل مقایسه نیست.

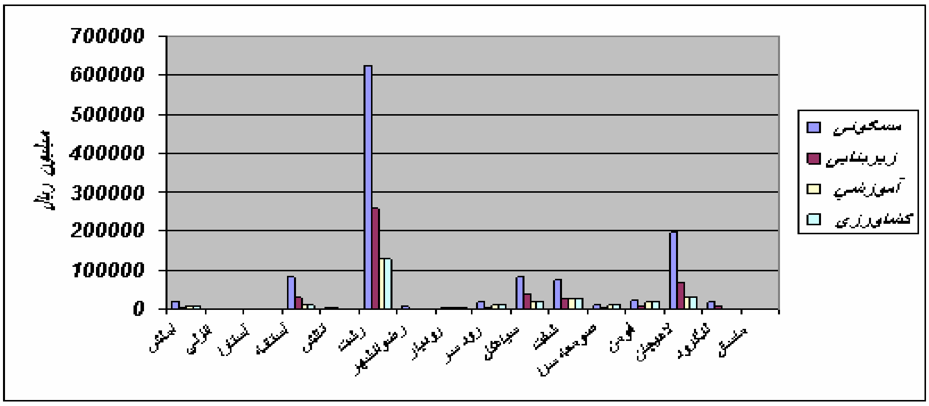
شکل ۹: نمودار بیش‌ترین ارتفاع برف طی سال‌های(۲۰۰۵–۱۹۸۴)



تخریب بالغ بر پنجاه هزار واحد مسکونی، تجاری، صنعتی، اداری و آموزشی و صدها کیلومتر شبکه‌ی برق استان، خود گواهی روشن بر حجم عظیم برف بهمن ۸۳، است. درحالی‌که هیچ‌گاه چنین خسارتی

در پیشینه برف ۱۳۵۱ وجود ندارد، این حادثه باعث کشته شدن ۱۳ نفر در شهر رشت شد. تخریب ۲۲ هزار و ۴۰۵ واحد مسکونی شهری،۳۷ هزار و ۵۹۴ واحد مسکونی روستایی،۳۶۶ واحدآموزشی،۹۳۶۹۱۴ میلیون تومان خسارت در بخش تأسیسات زیربنایی، تخریب ۱۴ هزار و ۲۸ واحد کشاورزی و تلف شدن یک هزار و ۳۰۸ رأس دام، از جمله خسارات ناشی از بارش برف سنگین در استان گیلان است.

شکل ۱۰: نمودار خسارات برف سنگین گیلان فوریه ۲۰۰۵



برف سنگین گیلان از نظر حجم خسارات وارد شده با یک زلزله۶/۵ ریشتری قابل مقایسه است(استانداری گیلان، ۱۳۸۳). حادثه بحران برف سنگین گیلان از نظر حجم خساراتی که وارد شده است، کاملاً با حوادث غیر مترقبه دیگر که تاکنون در کشور اتفاق افتاده چون زلزله، سیل و... متفاوت بوده است. به دلیل اینکه این حادثه به مرور و ظرف مدت ۴۵ ساعت کم کم اتفاق افتاد و لحظه به لحظه سنگین‌تر و حجم خسارات ساعت به ساعت بیش‌تر می‌شد.

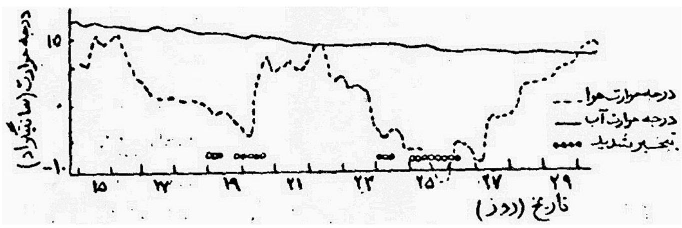
نتایج تحلیل سینوپتیکی بارش برف سنگین فوریه ۲۰۰۵ گیلان

از روز ۱۲ بهمن ۱۳۸۳ (اول فوریه ۲۰۰۵)، مرکز پرفشاری روی کشورهای حوضه‌ی بالکان و اروپای شرقی شکل گرفت. همزمان کم ارتفاع سطوح میانی جوّ مستقر بر روی دریای سیاه به آهستگی ضمن جذب رطوبت به سمت دریای مدیترانه گسترش یافت. زبانه‌های این مراکز در روزهای بعدی به سمت سواحل جنوبی دریای خزر پیشروی می‌کند. از روز ۵ فوریه ۲۰۰۵ زبانه

سیستم پرفشار بالکان با شاخه شرقی پرفشار سیبری ادغام شـده، موجـب تقویـت فشـار مرکـزی ایـن سیستم در روز ۷ فوریه تا ۱۰۴۵ میلی بار می‌شود. این سیسـتم در سـطوح میـانی بـا شـاخه شـرقی و مرطوب کم ارتفاع مدیترانه‌ای تغذیه شده، باعث کاهش دما و افـزایش رطوبـت بارنـدگی بـه صـورت برف شد. استقرار سامانه‌ی پرفشار بالکان روی دریا سبب پدیـده‌ی فرارفـت هـوای سـرد سـطح دریـا می‌شود. عبور توده هوای سرد موجب تبخیر آب و تغذیه‌ی توده هوای سـرد و خشـک مـی‌شـود. در این فرایند میزان جذب رطوبت به دو عامل : ۱–مدت استقرار و یا طول مسیر پیمایش توده هـوا روی دریا ۲–اختلاف دمای توده هوا و آب دریا بستگی دارد. این شـرایط بـرای جریانـات جـوّی ناشـی از پرفشار سیبری، که از سمت شمال شرق یا شمال از طولانی‌ترین مسیر ممکن به دریای خزر مـی‌رسـند و سطح آن را می‌پیمایند، به بهترین وجه تأمین می‌شود. زاویه‌ی ورود زبانه‌ی سـرد سـیبری و عبـور آن از روی سطح گرم و مرطوب دریای خزر، محبوس شدن هوای سرد میان کوه‌های تـالش، ماسـوله داغ، دیلمان و اشکورات، سبب صعود مکانیکی بر دشت مرکزی و برخی نـواحی شـرق و جنـوب شـرق استان و بیش‌ترین بارش در این مناطق شده است. سامانه‌ی پرفشار، که حـاوی هـوای سـرد و خشـک است، از روز ۵ فوریه تا ۱۲ فوریه روی دریای خزر مستقر است.

دمای توده هوایی که روی دریا قرار می‌گیرد، کم‌تر از ۱۰–درجه است و دمای سطح دریا در نیمـه جنوبی خزر به ۱۰ درجه می‌رسد. به طور متوسط اختلاف بین توده هوا و دمای سـطح آب ۲۰ درجـه سانتی‌گراد است. با توجه به شکل شماره۱۰، بیش‌ترین تبخیر از سطح دریا در این شرایط رخ می‌دهد.

شکل ۱۱: رابطه تفاوت دمای سطح دریا و توده هوا بر میزان تبخیر



D.K.Starov، از ۱۰ تا ۲۹ اکتبر ۱۹۵۳ دست به انجام اندازه‌گیری‌هـای مـداوم سـطح آب دریـا و حرارت هوا در لایه‌ای به فاصله ۰/۱ تا ۸/۷ متر در خلیج سباستوپول زده است (شکل ۱۰).

با توجه به نقشه میانگین شاخص امگا سطح زمین روزهای ۶ تا ۱۱ فوریه، شاخص امگا در جنوب غربی دریای خزر(۰/۲-)و نیمه غربی دریای سیاه(۰/۱-)است، که نشان دهنده‌ی صعود و ناپایداری در سطح زمین می‌باشد. شدت صعود در جنوب غربی دریای خزر بیشتر از نیمه غربی دریای سیاه است، که این مسأله را می‌توان این‌گونه بیان کرد.

مهم‌ترین عامل ناپایداری هوای سطح زمین، بارش برف سنگین گیلان فرا رفت هوای سرد پرفشار از روی دریای خزر است. همان‌طورکه بیان شد، عبور توده هوای سرد از سطح دریا موجب تبخیر آب دریا و تغذیه‌ی توده هوای سرد و خشک می‌شود. در این فرایند میزان جذب رطوبت به دو عامل مدت استقرار و یا طول مسیر پیمایش توده هوا روی دریا واختلاف دمای توده هوا و آب دریا بستگی دارد. از مهم‌ترین دلایل ناپایداری شدیدتر هوا در جنوب غربی خزر نسبت به غرب دریای سیاه، گسترش نصف النهاری دریای خزر(قرارگیری بین عرض‌های ۳۸ تا ۴۸ درجه شمالی) است، که موجب افزایش اختلاف در پراکندگی دمای سطح دریا شده است. این مسأله سبب شده که در ضمن عبور توده هوا از سطح دریا، تفاوت دما بین توده هوای مهاجر سرد و سطح دریا همچنان باقی مانده و فرایند تبخیر از سطح دریا و به دنبال آن فرارفت هوای سرد ادامه یابد و شدت ناپایداری توده‌ی هوا افزایش یابد. در مقایسه با دریای خزر، دریای سیاه به صورت طولی گسترده شده است. با توجه به اختلاف کم دما در سطح دریا، سرعت تبخیر نسبت به سطح دریای خزر کم‌تر است.

مسأله‌ی دیگری که می‌توان به آن توجه کرد، طولانی‌تر بودن مسیر حرکت توده هوا روی دریای خزر، نسبت به طول مسیر حرکت از روی دریای سیاه است. مدت استقرار توده هوا نیز در شدت ناپایداری مؤثر است. در فوریه ۲۰۰۵ از روز ۳ فوریه، سامانه‌ی پرفشار روی دریای خزر قرار می‌گیرد، که با توجه به طولانی بودن استقرار توده هوای سرد روی دریا، توده هوا رطوبت زیادی را جذب می‌کند. با توجه به مؤلفه‌ی سرعت باد در روزهای قبل از بارش، سرعت باد از میانگین سرعت باد در روزهای برفی بیش‌تر بوده و موجب انتقال رطوبت به سواحل جنوب غربی خزر شده است.

با توجه به شرایط سطح زمین، هم‌زمان با استقرار سامانه‌ی پرفشار روی دریا در ترازهای میانی جو، تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال تراف بادهای غربی با محور خوابیده با جهت شمال شرقی-جنوب غربی از روی دریای خزر عبور می‌کند. منطقه گیلان در نیمه شرقی این تراف قرار دارد و شرایط صعود هوا

و ناپایداری را فراهم می‌آورد. با توجه به شاخص امگا سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال میزان ناپایداری هوا در منطقه، مرتبط با وضعیت تراف بادهای غربی است. در مواقعی که منطقه در شاخه صعودی محور تراف قرار دارد، میزان شاخص امگا کمتر شده و ناپایداری تشدید می‌شود.

بحث

علت خسارت

الف) غافلگیری

احساس نزدیک شدن خطر به وجود سابقه نیازمند است، اما چنین برفی طی سال‌های آماری مسبوق به سابقه نبوده است، مگر در دی ماه ۱۳۵۱ که به مدت ۶ روز بارش برف ادامه داشته است(ارتفاع آن در سالنامه‌ها مشخص نیست)؛ البته طی یک ماه بارندگی و برف، میزان آب به‌دست‌آمده حدوداً ۲۶۸ میلی‌متر بوده است که اصلاً با بارش برف سنگین اخیر (۳۴۰/۴ میلی‌متر آب معادل برف) قابل مقایسه نیست. لازم به ذکر است در مناطق سرد جهان، از جمله شهر مسکو، با توجه به دمای ۲۶- درجه در سال ۲۰۰۵ مجموع بارش برف کم‌تر از ۱۴۰ سانتی‌متر (۱۴۰ میلی‌متر آب معادل) بوده است.

ب) زیرساخت‌ها

شهر رشت و همچنین سایر شهرهای استان برای بارندگی تا میزان خاص آمادگی دارند. ساخت زیربناها، دکل‌های برق و تأسیسات شهری، هیچ‌کدام برای یک چنین برفی محاسبه نشده بودند.

ج) تداوم بارش برف

در نهایت، مهم‌ترین دلیل وارد شدن خسارت علاوه بر موارد بالا، تداوم ۵ روز بارش برف و بالا بودن حجم وچگالی برف بوده است.

توصیه وپیشنهادات

۱. در ساخت و سازها به اطلاعات و آمارهای هواشناسی نظیر بیشینه بارش باران وبرف(ارتفاع، مدت بارش و چگالی)، جهت و سرعت باد، طوفان، رعدوبرق، بیشینه و کمینه دما و رطوبت نسبی

در طراحی و ساخت مصالح مورد استفاده توجه ویژه شود و عملیات فنی با لحاظ نمودن این فاکتورها انجام شود.

۲. با توجه به فراوانی پدیده‌های مخرّب جوّی استان گیلان نسبت به خریداری و نصب تجهیزات پیشرفته و استفاده از تکنولوژی مدرن، در خصوص پیش آگاهی‌های جوّی اقدام شود.

۳. جهت ثبت تمام ویژگی‌های فیزیکی برف در ایستگاه‌های برف‌سنجی مناطق مختلف استان، اقدامات لازم انجام شود.

کتابنامه

۱. الماس پور، اردبیلی اصل.(۱۳۸۳). «تعیین حجم ذخایر برفی حوضه‌های آبریز با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی. داده‌های MODIS و آمار ایستگاه‌های برف سنجی مطالعه موردی: آبریز سدهای اهر، علویان، نهند». *اولین کنفرانس سالانه مدیریت منابع آب ایران دانشگاه تهران.*

۲. تصاویر ماهواره ای NOAA/AVHRR **و** MODIS. (فوریه ۲۰۰۵). مرکز سنجش از دور ایران

۳. داده‌های ایستگاه سینوپتیک رشت. بانک اطلاعات سازمان هواشناسی کشور. تهران.

۴. دینی، غلامرضا. (۱۳۸۴). «بررسی تغییرات سطوح برف‌گیر در البرز مرکزی با استفاده از داده‌های سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی». پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشکده ادبیات و علوم انسانی. دانشگاه تربیت مدرس.

۵. جلوخانی نیارکی، معصومه. (۱۳۸۱). تهیه نقشه پوشش برف با استفاده از تصاویرNOAA/AVHRR و تکنیک‌های GIS مطالعه‌ی موردی حوضه‌ی آبریز سد کرج. دانشگاه تربیت مدرس.

۶. رشتچی،_____. (۱۳۷۳). «معرفی شبکه ایستگاه‌های برف سنجی کشور». *مجموعه مقالات اولین سمینار برف و یخ*. ارومیه.

۷. ضاهرپور، جمال. (۱۳۷۹). تهیه مدل ذوب برف حوزه آبریز دز به کمک RS و GIS. دانشگاه خواجه نصیر طوسی.

۸. عربی، زهرا. (۱۳۷۹). «تحلیل و ارائه‌ی الگوهای سینوپتیکی حاکم بر بارش‌های شدید و فراگیر فصل تابستان ایران». رساله دکترای دانشگاه تربیت مدرس.

۹. علیجانی، ب. (۱۳۷۳). «رابطه‌ی پراکندگی مکانی مسیرهای سیکلونی خاورمیانه با سیستم‌های هوایی سطح بالا». *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*. ۴.صص ۱۲۵-۱۴۳.

۱۰. ________. (۱۳۷۴). *آب و هوای ایران*. دانشگاه پیام نور.

۱۱. ________. (۱۳۸۱). *اقلیم شناسی سینوپتیک*.تهران: انتشارات سمت.

۱۲. علیجانی، بهلول. محمدرضا کاویانی.(بی‌تا). *مبانی آب و هواشناسی*. تهران: انتشارات سمت.

۱۳. علیجانی، ب.ح حیدری (۱۳۷۸). «طبقه‌بندی اقلیمی ایران با استفاده از تکنیک‌های آماری چند متغیره». *پژوهش‌های جغرافیایی*. ۳۷.صص ۴۵-۵۷.

۱۴. علیزاده، امین.(بی‌تا). *هیدرولوژی کاربردی*. مشهد: انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.

۱۵. قائمی، هوشنگ. (۱۳۸۲). *هواشناسی عمومی*. تهران: انتشارات سمت.

۱۶. مسعودیان، سید ابوالفضل.(۱۳۸۲). شناسایی رژیم‌های بارش ایران به روش تحلیل خوشه‌ای.

۱۷. نجار سلیقه، محمد.(۱۳۷۷). «بررسی سینوپتیکی بارش‌های موسمی جنوب شرقی ایران». رساله دکترای دانشگاه تربیت مدرس.

۱۸. وزارت کشور مرکز حوادث غیرمترقبه کشور. گزارش استانداری گیلان در مورد بارش سنگین برف بهمن ماه ۱۳۸۳.

۱۹. وحیدی، جهاندار.(بی‌تا). مطالعه و بررسی سینوپتیکی، آماری بارندگی‌های سواحل جنوبی دریای خزر. دانشگاه آزاد تهران واحد شمال.

۲۰. یوسفی، حسن.(۱۳۸۳). زمان‌یابی پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر و تأثیر سینوپتیکی آن بر باران‌های تهران.

21. Alhamed, A, SLakshmivarahan, and D. J. Stensrud.(2002).Cluster analysis of multimodel ensemble data from SAMEX. Mon.Wea.Rev.130.pp 226-256.

22. Alijani, B.(2001).Variations of 500 hpa flow pattern and their relationship with the Climate of Iran. Theoreticaal and Applied Climatology.

23. ________.(2002)."Varitions of 500 hpa flow patterns over Iran", *International Jornal of Climatology*. 72. pp 41-54.

24. Baldwin, M.E, AND s. Lakshmivarahan.(2002).Rainfall classification using histogram analysis: An Oklahoma, Norman, OK.

25. Dayan,U,;Ziv,B.,Margalit,A. Morin,E.;and Sharon,D.(2001).A servere autumn storm over the Middle East; synoptic and mesoscale convection Analysis. Theoretical and applied climatology, 69. pp103-122.

26. Drothy k.H, Andrew, B.T,George A. R, Vincent V.S, (2001).Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the MODIS Snow , Lake Ice-and Sea Ice –Mapping Algorithms,NASA.

27. E.T.Engman and R.J. Gurney.(1991). Remote Sensing in Hydrology.
28. Jackson, I.J., Weinand, H.(1995).Classification of tropical rainfall station: a comparison of clustering techniques.Int.J.Climatol.15.pp 985-994.
29. Kaufman, L., Rousseuw, P.J.(1990)."Finding Groups in Data: An Introduction to Cluster Analysis. Wiley, New York.pp 344
30. Lamp, H.H. (1950).Type and Spells of Weather Around the Year in the British Isles: Annual Trends, Seasonal Structure of the
31. Malcher.P, Floriciou.D, and Rott. H.(IGARSS2003). International Geosciences and Remote Sensing Symposium .Instityte for Meteology and Geophysics (IMGI) University of Innsbrck
32. Porhemmat Jahangir, Saghafian Bahram, Sedghi.(2000).Snow Cover Mapping From Mixed Snow-Cloud NOAA Imagery.
33. Romero, R., summer, G., ramis, C., Genvoves, A.(1999).A classification of the athmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Medierranean area. Int.J.Climatol.19.pp 765-785.
34. Singh, C.V.(1999).Principal components of monsoon rainfall in normal, flood and drought years over India.Int.J.Climatol.19.pp 639-652.
35. Yarnal, B, and B.Frankes .(1997b).Using Synoptic Climatology to Define Representative Discharge Events, *Inter.J.of Climatology*. Vol.17. pp.323-341.